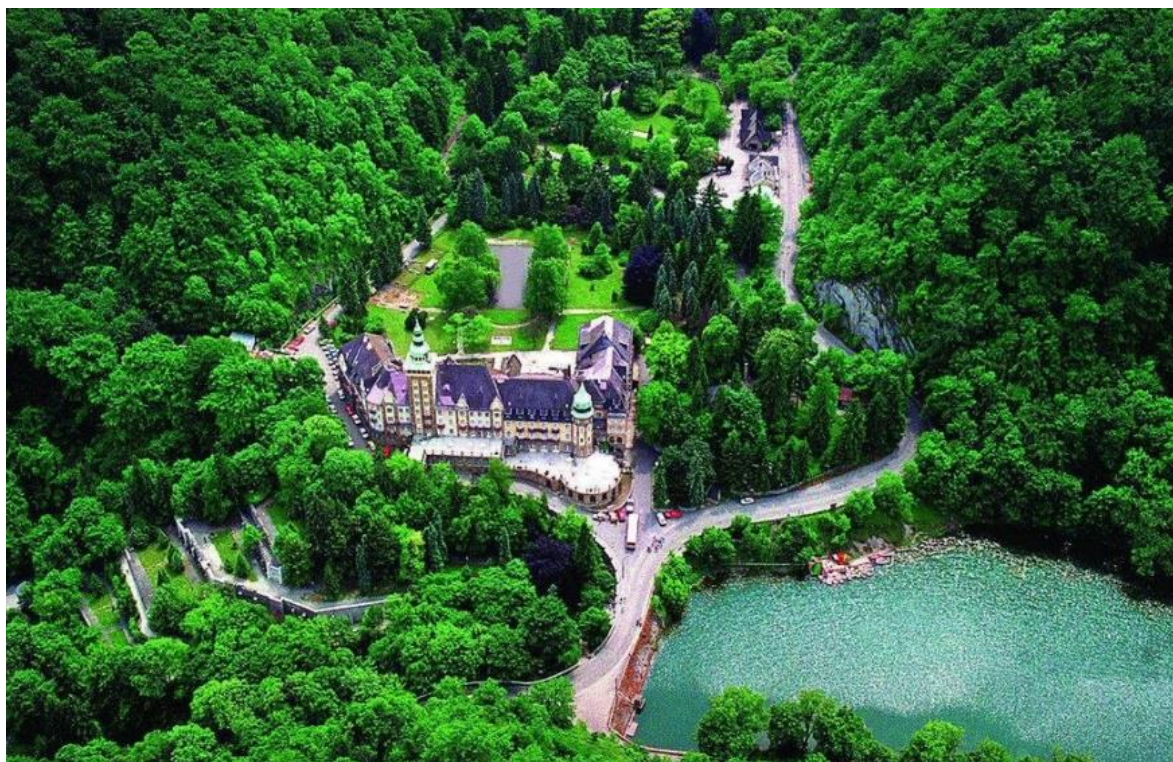


# VII. MAGYAR FÖLDRAJZI KONFERENCIA KIADVÁNYA

2014 Miskolc

**Kiadó: Miskolci Egyetem  
Földrajz – Geoinformatika Intézet**



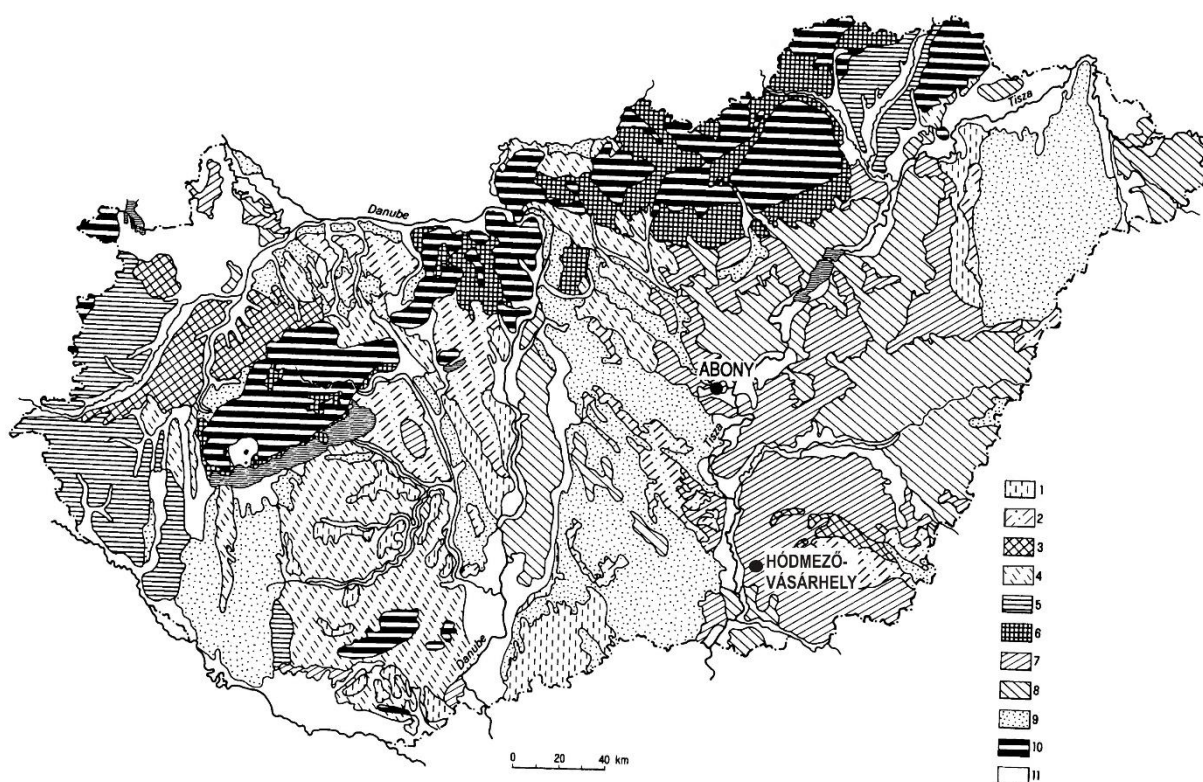
*Szerkesztette:  
Kóródi Tibor  
Sansumné Molnár Judit  
Siskáné Szilasi Beáta  
Dobos Endre*

**ISBN 978-963-358-063-9**

## INFÚZIÓS LÖZSZOROZATOK VIZSGÁLATA A KÖZÉP- ÉS ALSÓ TISZA VIDÉKÉN

### BEVEZETÉS

Őskörnyezet-változásokat vizsgáltunk infúziós lösszel fedett (1. ábra) területeken Abony (1. kép) és Hódmezővásárhely (2. kép) környékén granulometriai kiértékelő módszerrel. Vizsgálataink célja az volt, hogy minél pontosabb adatok birtokába juthassunk a vizsgált területek felső-pleisztocén és holocén fejlődéstörténetéről.



1. ábra: Löss- és lösszerű üledékek elterjedése Magyarországon (Pécsi M. 1997 szerint. – In. Frechen M., Pécsi M. 2004). – 1 = típusos lösz; 2 = homokos lösz; 3 = deráziós lösz (lejtő lösz); 4 = barna lösz hézagos elterjedésben; 5 = barna lösz; 6 = lösszerű üledékek, löszvályog; 7 = alluviális lösszerű üledékek (infúziós lösz); 8 = főleg infúziós lösz (holocén); 9 = futóhomok; 10 = lösszerű üledékek közephegységeken; 11 = holocén folyóvízi üledékek (agyag, iszap, finom homok és kavics)

<sup>72</sup> Kis Éva, Balogh János, Viczián István, Szeberényi József, Órsi Anna: Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Földrajztudományi Intézet  
E-mail: [kis.eva@csfk.mta.hu](mailto:kis.eva@csfk.mta.hu), [balogh.janos@csfk.mta.hu](mailto:balogh.janos@csfk.mta.hu), [viczian.istvan@csfk.mta.hu](mailto:viczian.istvan@csfk.mta.hu),  
[szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu](mailto:szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu); [orsi.anna@csfk.mta.hu](mailto:orsi.anna@csfk.mta.hu)

<sup>73</sup> Prodán Tímea: Magyar Tudományos Akadémia, Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet  
E-mail: [prodantimea@ggki.hu](mailto:prodantimea@ggki.hu)



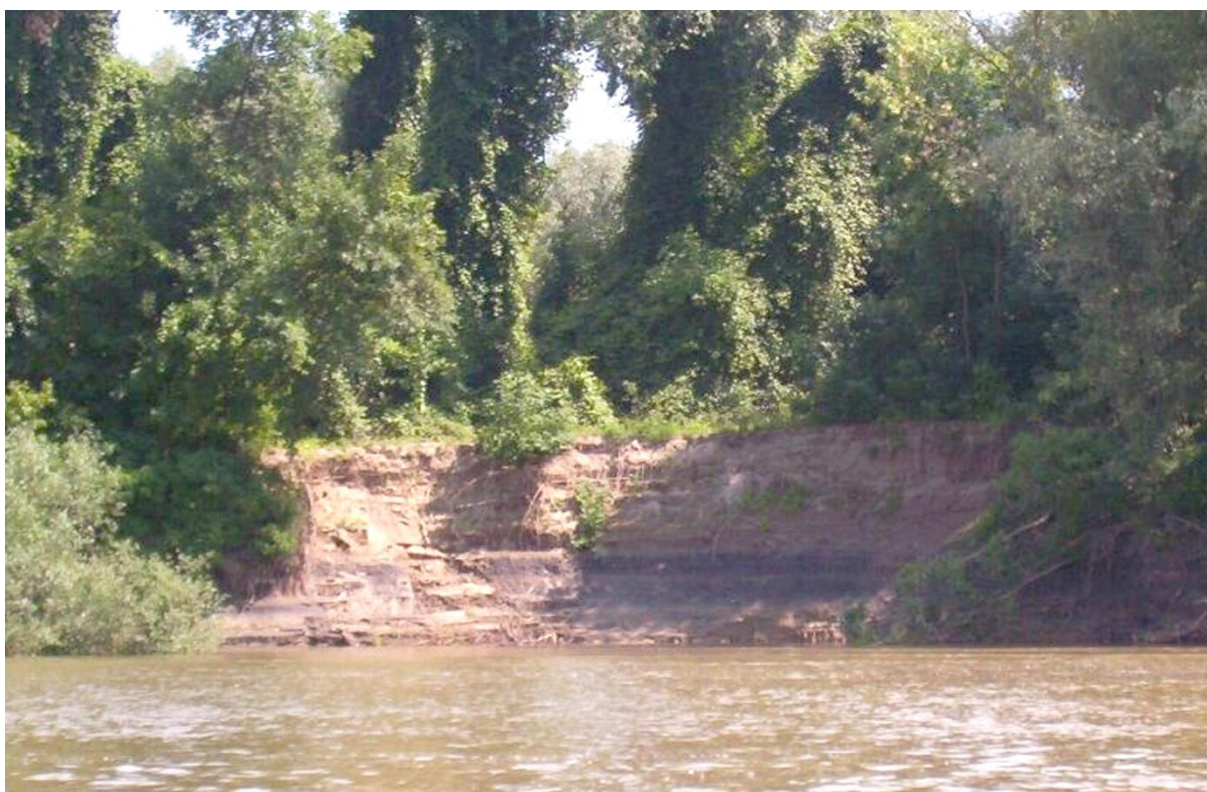


*1. kép. Az abonyi feltárás környezete (Fotó: Kis É.)*

Az agyagos iszap felső 1/2–2 m-e a rá települő réti és réti csernozjom talaj alatt löszös szerkezetet vesz fel.

A feltárások rétegparaméter-értékeinek egymás mellett történő ábrázolásával vizsgáljuk azok együttes környezetjelző szerepét. A kapott értékek alapján kísérletet teszünk a szelvényen belüli granulometriai változások megismerése során a nagyobb litológiai egységek, az üledékképződési szakaszok, az esetleges üledékhátságok kimutatására, a homogénnek látszó rétegeken belüli és az azonos genetikájúnak vélt rétegek közötti változások kimutatására a löszös üledékek összehasonlíthatósága, párhuzamosíthatósága, ösföldrajzi következtetések levonása céljából.

Keletkezésüket többnyire a hullóporos és a finomszemcsés ártéri üledékek keveredésével magyarázzák.



*2. kép. Infúziós (ártéri) lösz és löszszerű üledékek Hódmezővásárhelytől É-ra alsó részükben kékagyag szintekkel (<http://haldorado...>)*

A Kárpát-medencében helyenként 2–4 m vastag, a Bécsi-medencében a Práter-terazon csupán 1 méter. Főként a Tisza mentén, a völgy nélküli folyók széles árterein és az ártereknél csupán néhány méterrel magasabb hordalékkúp-felszíneken fordul elő.

A löszszerű ártéri üledékek durva közetliszt tartalmú üledékek, helyenként finom homok és agyag tartalommal. Szemcseösszetételükben a 10 és 50 mikron az uralkodó, rétegzett vagy rétegzetlen, helyenként tömörebb, mint a lösz, meszes, pórustérfogata kisebb, mint a lösz. Szerkezetük a löszhöz hasonló, talajvízhez közeli helyzetben szürkessárga és foltos. Szemcséinek összetétele jelentősen különböző, vagy a homokosabb, vagy az agyagosabb frakció kerül túlsúlyba a homoklisztes frakció mellett. Az agyagtartalom meghaladja a szilt közetliszt vagy lösz) frakció arányát. A szelvényekben találhatók eltemetett ártéri talajok, melyek agyagos vályogtalajok és mésztartalmuk igen alacsony.

Sümei P. és Krolopp E. (1995) szerint alsó és középső részük felhalmozódása 18–24 ezer C<sup>14</sup> BP-re tehető és egészen a késő glaciális végéig (10–11 000 C<sup>14</sup> BP) tartott. Domokos T. és Krolopp E. (1995) a Mindszent melletti Koszorú halom és Szőlőpart vizsgálata során az alacsonyabb ártéri felszíneken a száraztérzíni és az infúziós löszök egyidejű keletkezését bizonyította. E löszök többnyire a talajvízszint alatt helyezkednek el. A löszös rétegek túlnyomórészt barnás színezetűek.

A feltárások rétegsorainak laboratóriumi értékei felhasználásával kapott új (finomsági érték FG és K<sub>d</sub>-index) és hagyományos (M<sub>d</sub>, S<sub>o</sub>, S<sub>k</sub> és K) üledékföldtani paraméter-értékeit grafikonon ábrázoltuk a feltárások szelvényeinek mélységében. Így lehetőség nyílik az infúziós löszök egymással és a típusos löszökkel történő összehasonlításukra is.

## TEKTONIKAI VISZONYOK

A tanulmányozott terület a közép-magyarországi ÉK–DNY-i irányú nagyszerkezeti vonaltól délre fekvő Tiszai nagyszerkezeti egység részét képezi (Haas J. et al. 2010) In. Kovács Z., Gyuricza Gy. (összeáll.) 2014. A nagyszerkezeti egység a területrészeknek a variszkuszi hegységképződés idején bekövetkező egyesülése során jött létre (Császár G. 2005). Az alpi hegységképződés folyamán alakult ki a nagyszerkezeti egység ÉK–DNY-i irányú övezetes elrendeződése. Neoalpi fázisa idején keletkezett a mai szerkezeti rendszer (Kovács Z., Gyuricza Gy. 2012). Fontos szerkezeti elem a Hódmezővásárhely–Makói árok felé lehatároló vető, melytől északkeletre az aljzat a tengerszint alá, 7000 méterig süllyed. Az Alföld jelentős része az ún. „miocén domborzatfordulat” óta süllyed. Horváth F. és Cloetingh (1996) véleménye szerint a késő miocénre jellemző „nyugodt” süllyedést az Alföldön és a Kisalföldön felgyorsult süllyedés követte. Ennek okát a kutatók Pannon-medence aljzatát adó litoszféra lemez fokozatos meggyűrődésében látták. A medencében a kiemelkedő területek (mint pl. a Dunántúli-középhegység) nagy léptékű antiklinálisoknak, a süllyedő vidékek pedig, mint pl. az Alföld szinklinálisoknak felelnek meg. A Pannon-medencére 3 irányból is aktív nyomófeszültség hat: 1. Az adriai mikrolemez forgásából fakadóan bukik a Dinári-hegység pereme alá, 2. a Cseh-masszívum irányából is feszültség hatása érződik (a Kárpátok nyugati oldalán ez mérhető), 3. és az egykori kárpáti szubdukciós folyamatok végleges lezáródása miatt is ÉNY-DK-i irányú nyomás hat a Keleti-Kárpátok felé az övező merev plató felől. Bada B. és Horváth F. (1998) véleménye szerint az említett okok miatt a Déli-Alpok és a Dinaridák vonulata a Pannon-medence felé mozog. A medence aljzatát képező egységek is felgyűrődnek, antiklinálisok és szinklinálisok keletkeznek. A vertikális mozgások sebessége véleményük szerint mindenütt kisebb, mint 5 mm/év. Joó I. (1992) szerint mind az emelkedés, mind a süllyedés ütene évenként kb. 1–2 mm.

## A HÓDMEZŐVÁSÁRHELYI FELTÁRÁS KÖRNYEZETÉNEK LITOLÓGIAI VISZONYAI

Az alaphegységet a felső kréta–paleogén üledékciklus szárazföldi, sekély- és mélytengeri képződményei építik fel. Mintegy 100–500 m vastagságban települnek márgák, mészmárgák, kavicsok, homokkövek, konglomerátum betelepüléssel márgák és agyagmárgák. Felgyő és Tömörkény környékén néhány helyen variszkuszi metamorf, illetve alsó és középső triász képződmények is előfordulnak. Néhány helyen jura – kréta mészkövek is találhatók. A medence aljzatának mélysége változó, a terület északi részén – 3000 m Bf, a nyugati részén – 4500 m Bf, míg a felgyői „háttól” délkeleti irányban újra lejt Hódmezővásárhely felé, ahol eléri a 6500 m Bf mélységet is (Horváth Z., Marosi Gy. 2012). A terület Szegvár felé eső oldalán ez az érték eléri a 6150 métert. Az alsó és középső miocén képződmények (a miocén elejétől a szarmatát is beleértve) vastagsága néhány métertől több 100 méterig is változhat (vannak 900 m vastagságúak is). Legidősebb az eggenburgi–ottnangi formáció. Folyóvízi környezetben lerakódott agyag, aleurit, homok és konglomerátum (Hámar G. 1998). A kárpáti emeletet szürke agyagmárga, aleurit és homokkő képviseli. Változó vastagságú üledékek. A szarmata üledékek részben breccsa, homokkő rétegekből, részben sekélytengeri, partközeli üledékekből állnak. Felgyőn a neogén üledékek alatt közvetlenül a variszkuszi kristályos övezet húzódik.

## AZ ABONYI FELTÁRÁS KÖRNYEZETÉNEK LITOLÓGIAI VISZONYAI

A feltárás környezetének aljzata a Tisza Főegységhez, azon belül a Mecseki egységhez tartozik (Haas et al. 2010). A medencealjzat jelentős részét a Szolnoki Flis öv felső kréta homokkősorozatai, kisebb részét a Mecseki egység kréta pikkelyei alkotják. A területtől északra fut a Közép-magyarországi tektonikai vonal (Csontos, Nagymarosi 1998). E szerkezeti vonal mentén érintkezik a Tiszai és az Alpaca főegység (Csontos, Nagymarosi 1998). A triász üledékeket az Abony-1-es fúrásban alul dolomit és márga, felül mészkő képviseli (Gajdos et al. 1997; Bércziné 1998). Bércziné (1998) szerint a jurát kovapala, az alsó krétát vulkanitok jelzik a környékbeli Tiszagyenda-1 és -2 fúrásokban. A mélytengeri fázisú flis sorozat paleocén–oligocén agyag, agyagmárga és aleurolit váltakozásából áll (Szepesházi 1973; Szentgyörgyi 1996; Haas 1998; Nagymarosi 1998). Nagymarosi (1998) szerint az oligocén képződmények a flis öv délkeleti szegélyére korlátozódnak. Lemberkovics (2009) szerint legkésőbb az oligocénben a vizsgált terület kiemelkedett, majd jelentősen lepusztult. A lepusztulás még az alsó miocénben is zajlott. Hámar (1998) szerint a közép miocénben a transzgressziós tektonika következtében dácittufa és riolittufa képződmények keletkeztek.

Abonyi Formációnak nevezzük a következő transzgresszió (a vizsgált terület Paratethys elöntése) során kialakult sekély, szigettengeri üledéksorokat. Lemberkovics (2009) szerint a tengerelőntés előrehaladtával a magaslatokon atoll, vagy zátony fáciesű mészkő, míg a peremek felé homokkő ülepedett le. Szarmata képződmény (márga) a területen csak ritkán fordul elő.

Barabás I., Bunász N. és Tóth T. (2013) vizsgálta az Abony melletti Szolnok környezetében az egyes részterületek aljzatának süllyedési különbségeit, melyek mind az ősz – és mind a mai vízfolyások futásirányát is megmagyarázzák. Új módszert dolgoztak ki. – Süllyedési fázisonként vizsgálták az ősföldrajzi folyamatokat. A magminták jellemzőit összevetették a geofizikai szelvényekről leolvasható üledékközzettani jellegzetességekkel és a MÁFI kutatófúrásainak anyagában szereplő nehézasvány vizsgálatok alapján összeállított szelvényt is a célból, hogy fontos következtetéseket tudjanak levonni a több millió évvel ezelőtti ősföldrajzi eseményekkel kapcsolatban. A nehézasvány értékek teljes pontossággal mutatják a pleisztocén eleji folyóvízi behordások kezdetét. Tíz süllyedési fázist különítettek el, 3 alsó, 3 középső és 4 felső pleisztocént. Munkájukban megállapították, hogy a területen évmilliók óta az Ős-Duna rakta le az üledékeit. A Duna a középső pleisztocén második

süllyedési fázisában hagyta el végleg a területet. Helyét a Ny–ÉK felől folyó kisebb vízfolyások vették át. A Tisza csak a holocénben, 5–6000 évvel ezelőtt került jelenlegi helyére. A ciklikus szakaszokat a nagy homokrétegek megjelenése, majd a tengelydőlés és a mágneseződés iránya megváltozásával magyarázzák. Véleményünk szerint, a vizsgált terület süllyedése már az alsó pannon vége felé megkezdődött, 100–150 m vastag üledékösszlet rakódott le. E folyamat tovább erősödött kb. 9 millió évvel ezelőtt a rodáni tektonikai fázis hatására. A Pannon-beltóban a hatalmas folyódelták kb. 115 m vastag üledéksort hoztak létre (felső pannon alsó tagozata). Középső tagozatában szintén jelentős homokrétegek alakultak ki. E tagozat fiatalabb részén már az Ős-Duna üledékei találhatók. A pliocén felső részében már csak bizonyos területsávokon alakult ki Ős-Duna homokréteg. A vizsgált terület a pleisztocén elején újra megsüllyedt, az Ős-Duna hatalmas, kavicsos durva homokos hordalékkúpot épített Pilis–Nagykörös–Tiszaécske vonalon. Az Ős-dunai hordalékanyag egyre erősödő jelenléte mutatható ki az alsó pleisztocén három süllyedési szakaszában. A középső pleisztocén első szakaszában volt az Ős-Duna a legnagyobb energiájú, 8–14 vastag homokréteget rakott le. Az első üledékfázis fiatalabb üledéksorai már vékonyodnak. A második szakasz elején további energiacsökkenés következett be, de az üledék még dunai homok. Ettől kezdve az Ős-Duna-ág végleg eltávozott a területről. Helyét kisebb folyók, valószínűleg az Ős-Sajó, Ős-Hernád foglalták el a felső pleisztocén süllyedési szakaszaiban. Csak a felső-pleisztocén két utolsó süllyedési fázisában volt a Zagyva a terület fő feltöltője. A Tisza, véleményünk szerint, még nem volt jelen a felső pleisztocénben. Csupán a holocénben, 5000–6000 évvel ezelőtt került jelenlegi helyére a vizsgált terület környezetében. A fűrészek üledéksorainak csak a legfelső 13–14 méteres része tiszai eredetű. A szerzők kapott vizsgálati eredményei lényegesen gyarapítják a terület fejlődéstörténetével kapcsolatos eddigi ismereteinket.

## MÓDSZER

Egységes granulometriai kiértékelő és összehasonlító módszerrel vizsgálunk alföldi infúziós löszfeltárásokat.

Az eredmények kiértékelésével lehetőség nyílik az eddigieknél jóval több és gyorsabb információ megszerzésére a vizsgált területek fejlődéstörténetéről (a löszök ülepedésének öskörnyezeti viszonyairól, a földrajzi környezetben bekövetkezett változásokról), a felső pleisztocénben és a holocénben bekövetkezett éghajlatváltozásokról, a felmelegedési és lehűlési maximumok adott rétegen belüli kimutatásáról, valamint a feltárások rétegeinek ugyanezzel a módszerrel történő összehasonlító vizsgálati eredményeiről.

Szükséges még a specialisták számára is, hogy a viszonylag homogénnek tűnő szelvényekről lehetőleg grafikonon ábrázolt és könnyen átlátható módon azonnal információkat olvashassanak le a környezetjelző folyamatokról és azokat össze tudják hasonlítani az ugyanolyan módszerrel készített többi szelvény grafikonjával, valamint, hogy a mutatószám értékeket a szelvények adatbázisából azonnal naprakészen megtekinthessék.

A grafikonok és adatbázisok elősegítik, hogy a paleográfiai, paleoklimatológiai stb. kutatások sokkal egyszerűbb, átláthatóbb és pontosabb jelzőszámokon alapuljanak.

Az alkalmazott granulometriai kiértékelésen alapuló módszer a rétegsorok függőleges és vízszintes irányú korrelálását segíti elő. A kapott eredmények hozzájárulnak a vizsgált feltárások környezete negyedidőszaki fejlődése és környezetváltozásai egyre pontosabb megismeréséhez. Mivel a szelvények környezetjelző paraméterértékét azonos módszer alkalmazásával nyerjük, így a löszfeltárások régió belüli és más régiókkal történő összehasonlítása paleogeográfiai következtetések levonása céljából a legkorrektebb és a legmegbízhatóbb adatokon alapul. E módszer alkalmazásával jellemezzük a negyedidőszaki üledékeket, s így módon következtetéseket kísérelünk meg levonni az üledékfelhalmozódás

dinamikájának változásaira, illetve a hasonló módon jellemezhető rétegek egymással történő lokális párhuzamosítására vonatkozóan.

Az alkalmazott módszer keretében együtt vizsgáljuk és ábrázoljuk a hagyományos üledéktani paramétereket ( $S_o$ ,  $K$ ,  $S_k$ ,  $M_d$ ) a Magyarországon általunk bevezetett 2 új környezetjelző mutatószámmal – a finomsági fokkal (FG) és a mállási indexszel ( $K_d$ ) – valamint a  $CaCO_3$ -tartalommal és az agyag-, iszap-, lösz- és homok százalékos részesedése változásával.

Grafikonokon ábrázoljuk a két új mutatószám értékeit, a finomsági értéket (FG) [az üledékek egymástól történő pontos elhatárolása, az ösdomborzat rekonstruálása, következtetés a löszképződés helyére az FG %-os növekedéséből, ill. csökkenéséből, következtetés a szélirányra és a viszonylagos szélsébségre a löszképződés idején] és a  $K_d$ -indexet (a mállás foka) [a rétegsoron belüli felmelegedési és lehülési maximumok kimutatása], valamint a hagyományos értékeket, az osztályozottsági-értéket ( $S_o$ ) az üledékek származása elkülönítésére, a csúcsossági-értéket ( $K$ ) a lösz- és talajhatárok éles elkülönítésére, az aszimmetria-fokot ( $S_k$ ) a feltöltődő és a lepusztuló részterületek elkülönítésére.

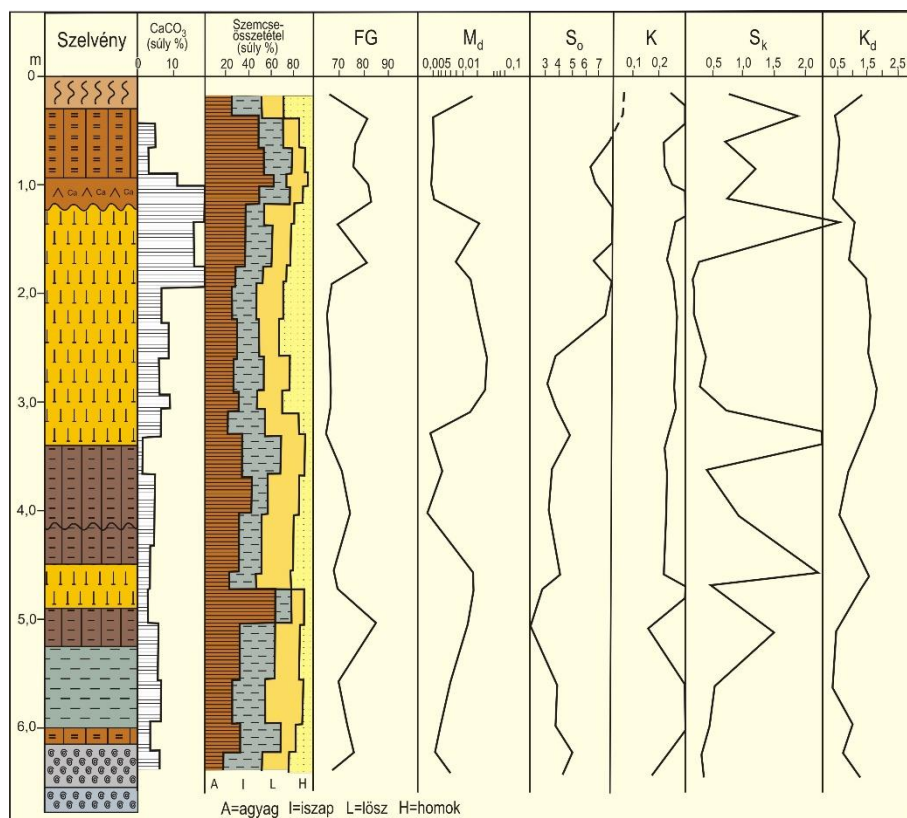
A mutatószámok egymás mellett történő ábrázolásával vizsgáljuk azok együttes környezetjelző szerepét. A kapott értékek alapján következtetések vonhatók le a szelvényen belüli granulometriai változások megismerése során a nagyobb litológiai egységek, az üledékképződési szakaszok, az esetleges üledékhiátusok kimutatására, a homogénnek látszó rétegeken belüli és az azonos genetikájúnak vélt rétegek közötti változások kimutatására a löszös üledékek összehasonlíthatósága, párhuzamosíthatósága, ösföldrajzi következtetések levonása céljából.

## EREDMÉNYEK

Felső pleisztocén és holocén öskörnyezeti változásokat vizsgáltunk alföldi infúziós lösszel fedett területeken Abony (2. ábra, 3. kép) és Hódmezővásárhely (3. ábra) térségében. Granulometriai kiértékelő módszerünkkel végzett vizsgálatainkkal a rétegeken belüli, szabad szemmel nem látható granulometriai (az öskörnyezetben végbement) változások kimutatására törekedtünk.

Az üledékek mint az abonyi, mind a hódmezővásárhelyi feltárásban a környező területek süllyedéséről tanúskodnak. A süllyedések okát részben a tanulmányban korábban részletesen vázolt tektonikai mozgások, részben a Tisza szabályozása következtében megnövekedett mederesési értékek magyarázzák. A tanulmányozott területeken a Tisza bevágódva kanyarog. A folyó a szabályozási munkálatokig igen széles árterületeket járt be. Jelenlegi helyére a geofizikai és a nehézasvány vizsgálatok alapján csak a holocénben került. Az általános rétegzettségi viszonyok többnyire azt mutatják a vizsgált feltárásokban, hogy felső pleisztocén végi ártéri agyagüledékekre – azok kifürásától – homok, löszös homok, majd 2–4 m vastagságú ártéri lösz települt. A fedő homokos lösz, amit réti talaj fed le. Domokos T. és Krolopp E. (1997) véleménye szerint ha a pleisztocén végén a hulló por a kisebb kiemelkedésekre, halmokra esett, abból típusos lösz, ha pedig a köztük lévő tavi-, mocsári-, lápi ártéri területekre hullott, abból nedvestérszíni (ártéri vagy infúziós) lösz keletkezett. Kis É. véleménye szerint e nedvestérszíni vagy infúziós összetétel – ami szemcseösszetétel alapján iszapos agyag – csak abban az esetben válik infúziós lösszé, ha rajta talajtakaró képződik. Az iszapos agyag a felette lévő talajban lejátszódó kémiai folyamatok hatására vesz fel löszös szerkezetet.





2. ábra. Az abonyi feltárás rétegeparaméter értékei (Kis É.). Rétegtani feldolgozás: Pécsi M., Schweitzer F., Kis É., Balogh J., di Gléria M.

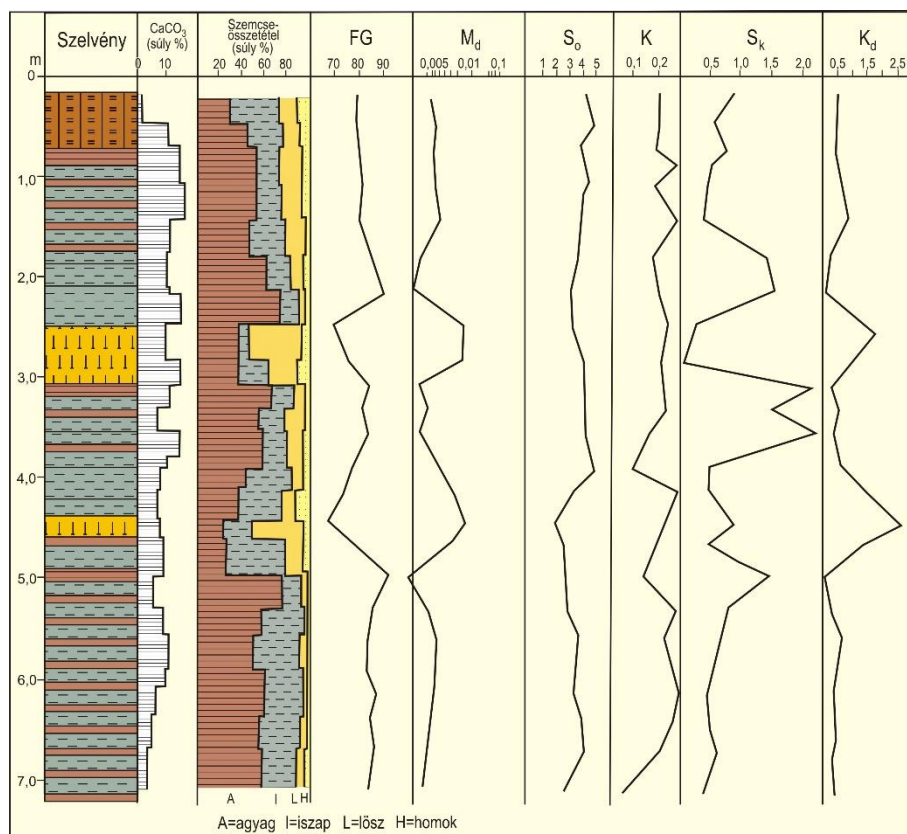


3. kép. Az abonyi feltárás felső pleisztocén végi és holocén üledéksora (Fotó: Kis É.)

Ezért hívhatjuk lösszerű üledékeknek, infúziós lösznek. A magasabb agyagtartalmú ártéri löszben nagyobb mennyiségű csapadék, talaj-, vagy rétegvízszint emelkedés hatására az agyaszemcsék megduzzadnak, a lösz jóval keményebb állagúvá válik, mint a típusos lösz. Infúziós löszrétegekből álló partfalak esetében e miatt sokkal gyorsabban következik be a csúszás és gyakoribb a csúszásveszély, mint típusos löszökből állóknál, pl. a Dunai magaspártok esetében. A Helsinki Egyetem Radiokarbon Laboratóriuma vizsgálatai eredményei szerint a hódmezővásárhelyi téglagyár infúziós löszének kora (Hel-1203Hódmezővásárhely)  $24130 \pm 360$  B.P., Kiss T. et al. (2013) szerint a környéken a legidősebb meder kora  $18,7 \pm 2,3$ – $16,3 \pm 1,9$  ka.

Az Abony környéki infúziós löszsorozatok jóval vastagabbak, ciklikus süllyedésre utalnak, míg a Hódmezővásárhely környéki üledéksorok változó vékonyabb rétegei a környező terület folyamatos, állandó süllyedését jelzik. A felső infúziós löszsorozat-





3. ábra. A hódmezővásárhelyi feltárás rétegparaméter értékei (Kis É.).  
Rétegtani feldolgozás: Pécsi M., Schweitzer F., Szabó E.

tok mindkét feltárás esetében vastagabbak, kb. 2–4 m-es magasságúak, az alsóbb rétegcsoporthoz vastagsága nem éri el a fél métert. A két infúziós löszszint között és alatt is ártéri talajrétegek (hidromorf talajok) húzódnak. Az alsó hidromorf talaj alatt iszapbetelepülést követően Abony térségében kimutatható még egy infúziós löszréteg az alkalmazott granulometriai eljárás alapján 5,5–5,8 m-es mélységben. Mind a két vizsgált feltárás esetében e mélységtől lefelé lényeges változás következett be. Nagyobb mélységekben már nem ismerhetők fel löszrétegek, különböző típusú agyag és iszaprétegek váltakoznak egymással. Kis É. véleménye szerint a szabad szemmel is jól elkülöníthető 2 infúziós löszréteg alatti két hidromorf (ártéri) talaj (3. kép) párhuzamosítható a mezőföldi löszsorozatok (pl. paksi és dunaújvárosi löszfeltárás, Pécsi M. (ed) 1984b) Dunaújváros-tápiószüli összletével, a  $h_1$  és a  $h_2$  sorozatokkal. Domokos T. és Krolópp E. (1997) feltételezte a Hódmezővásárhelytől É-ra fekvő mindszeri feltárás és Krolópp E. et al. (1995), Sümegi P.–Krolópp E. (1995) és Sümegi P. (1995) a szegedi-öthalmi feltárás vizsgálata során, hogy a pleisztocén jeges időszakaiban típusos a lösz a halmokra, még az infúziós (vagy ártéri) lösz a nedves térszínre – ártér, mocsár, tó – kiülepedett poranyagtól keletkezett. Véleményük szerint a terület folyóvízi ártér volt a felső pleisztocén egy aránylag gyenge klímájú szakaszában. Az éghajlat kontinentálisabbá válásának hatására homokmozgás indult meg, a homok anyaghoz lösz is keveredett és a lösz került túlsúlyba, Szerintük ez a folyamat BP 18000–16000 évek között ment végbe. A bizonyíték a löszből kimutatott *Punctum–Vestia turgida* malakosztratográfiai szakaszba tartozó csigafauna. A mintákat Kordos L. határozta meg 1991-ben. Véleménye szerint pleisztocén vagy holocén kifejezetten sztyepp jellegű faunáról van szó. A radiokarbon kormeghatározás (gerinces faunából) alapján az öthalmi I. löszszelvény felhalozódási kora 19.000 és 19.500 Bp, a mamutcsont kora (a peoleolit régészeti ásatásról 19.100 ± 19.400 BP. Krolópp E. (2001) tápiószüli vizsgálata alapján arra a következtetésre jutott, hogy a Ságvár–Lascaux mikointerstadialis kora a feltételezetttnél nagyobb kb. 3000 év, 18.500 és 15.500 évek között.

Paramétereinkkel az alföldi feltárásainkban lényegesen több rétegeken belüli változásokat tudunk kimutatni, mint szabad szemmel történt felvételezéseink, illetve a frakciótartomány szerinti részesedések alapján.

Az ősföldrajzi környezetre vonatkozó információk azonnal leolvashatók a szelvények mellé szerkesztett mintánkénti összes paraméterértéket tartalmazó grafikonokról. Rendelkezésre áll egy – a szelvény adott mélysége mentén húzott – vízszintes vonal mentén a szelvényen belüli bármely kiválasztott réteg összes ősföldrajzi és üledékföldtani paraméterértéke.

Az abonyi feltárásban (2. ábra, 3. kép) 9, a hódmezővásárhelyiben (3. ábra) 11 réteget tudunk elkülöníteni. Ezek a következők:

Abony:

- I. 4 talajszint
  - 1 réti talajszint és
  - 3 hidromorf (ártéri) löszszint
- II. 2 infúziós löszszintet (4. kép)
- III. 2 iszapos szürke agyagszintet és
- IV. 1 kékes iszapos agyagszintet (5.kép)



4. kép. Az abonyi feltárás felső infúziós löszrétege  
(Fotó: Kis É.)

Hódmezővásárhely:

- I. 4 talajréteget
  - 1 réttalajt és
  - 3 hidromorf (ártéri) talajt
- II. 1 infúziós lösz és finomhomok sűrű váltakozásából álló rétegsort
- III. 3 infúziós löszréteget
- IV. 2 tarka agyagréteget és
- V. 1. folyóvízi homokréteget.

Az abonyi feltárás rétegsora felső würm glaciális és holocén összleteket tartalmaz. A felső infúziós lösz középső része  $^{14}\text{C}$  kora  $12,454 \pm 400$  y BP, (Hertelendi E. 1993, In. Lóki J. et al. 1994). Ugyanezen összlet középső részének (AB2 IRSL) kora Frechen M. et al. (2004) szerint  $48,200 \pm 14,900$  y BP, az összlet felső részének (AB1) TL:  $53,300 \pm 10,2$ , IRSL:  $41,700 \pm 4,600$  y BP. Az infúziós lösz alsó részének kora (AB3) FRECHEN et al. (2004) szerint IRSL:  $44,600 \pm 4,100$  y BP, míg Sümegi P. et al. (1992) tiszalpäri ugyanezen infúziós lösz szintje alsó részének kora  $^{14}\text{C}$   $15,300 \pm 300$  y BP. A löszös homok szintje (AB4) FRECHEN M. et al. (2004) szerint IRSL:  $44,600 \pm 4,100$  y BP. Az alatta húzódó hidromorf talaj kora LÓKI J. et

al. (1994) szerint  $^{14}\text{C}$   $21,970 \pm 400$  y BP. A  $^{14}\text{C}$  adatokhoz képest az infúziós TL és IRSL értékeiben meglévő jelentős különbségek oka KIS É. véleménye szerint abban rejlik, hogy míg a típusos löszök többnyire in situ üledékek, addig az ártéri vagy infúziós löszök kétszer,



többször, vagy sokadszorra is áttelepíthetők, megváltozhatnak a leülepedéskori sugárzási viszonyok.



5. kép. Az abonyi feltárás kék agyag rétege (Fotó: Kis É.)

A két feltárást összehasonlítva a leglényegesebb különbség, hogy a hódmezővásárhelyi sokkal, szinte másfélszer, kétszer agyagosabb, mint az abonyi. A hódmezővásárhelyi feltárás szinte 80%-ában az ártéri iszapos, agyagos rétegek dominálnak.

A finomsági értékek a talajokban maximumcsúcsokat a homokokban minimumcsúcsokat mutatnak, így a finomsági értékgörbe pozitív kiugrásaiból – a mintavételezéskor megszerkesztett szelvényismeretek nélkül is – felismerhetők a talajszintek, a talajcsúcsok melletti bal oldali értékekből pedig a löszös üledékek. A negatív irányú kiugrások a homok betelepüléseket, a „homokcsúcsok” melletti jobb oldali értékek pedig az iszapbetelepüléseket jelzik.

Az ökoszisztémái változásokra vonatkozó információk a szelvények mellé szerkesztett grafikonokról közvetlenül leolvashatók.

A rétegeken belüli granulometriai értékváltozások alapján meg tudjuk kísérelni a különböző szelvények rétegeinek párhuzamosítását. Az abonyi feltárásban 2, szabad szemmel is jól elkülöníthető 2,1 m vastag felső, 0,4 m középső és egy szabad szemmel nem elkülöníthető, csupán rétegparaméter-értékekkel kimutatható 5,6 és 5,9 m között húzódó infúziós löszszint húzódik. Finomsági értékmutatók alapján a felső rétegben a kimutatott talajhiátus alatt egészen a réteg aljáig fokozatos szemcsefinomodás állapítható meg.

Az abonyi feltárásban 2 szabad szemmel is jól elkülöníthető, 2,1 m vastag felső, 0,4 m középső és egy szabad szemmel nem elkülöníthető, csupán rétegparaméter-értékekkel kimutatható 5,6 és 5,9 m között húzódó infúziós löszszint húzódik. Finomsági értékmutatók alapján a felső rétegben a kimutatott talajhiátus alatt egészen a réteg aljáig fokozatos szemcsefinomodás állapítható meg.

A feltárásokban a finomsági görbékről leolvasott értékekből igen nagy pontossággal következtethetünk az üledék jellegére és a rétegek határaitra. Például az abonyi felső infúziós lösz és az alatta húzódó ártéri talaj határa a szabad szemmel megállapított 3,4 m helyett 3,2 m, a második ártéri talaj és a felette húzódó infúziós löszréteg határa 4,9 m-ről 4,7 m-re módosul. A hódmezővásárhelyiben a felső infúziós lösz felső határa 2,6 m-ről 2,4 m-re módosul.

A recens réti talaj FG értékei az abonyi feltárásban 76 és 82 között, a hódmezővásárhelyiben 78 és 82 között változik. Az abonyi feltárás felső infúziós löszének



átlagos értékei 66 és 71, a hódmezővásárhelyi 68 és 74 közöttiek. Lényeges, szabad szemmel nem látható szemcsenagyság-változás mutatható ki a hódmezővásárhelyi infúziós lösz 1,5–1,8 méteres mélységben. Az üledékre jellemző átlagos 70-es FG érték helyett a mutatószám érték 82-re nőtt, ami jellegzetes talajérték. Ez azt jelenti, hogy a lepusztult talaj szemcséi még megtalálhatók a löszös üledékben. A  $K_d$ -index ( $K_d$ ) a talajokban negatív csúcsokat, a löszökben maximum csúcsokat, a homokban minimum csúcsokat mutat. Segítségével könnyen elkülöníthetők a különböző típusú löszkötegek és a talajok túlnyomó többsége. A statisztikai értékeket ábrázoló görbékről a jobb oldali kiugrásokból azonnal leolvashatók, hogy a lehülési maximumok mely löszrétegek milyen mélységében, illetve hogy a felmelegedési maximumok mely talajrétegek milyen mélységében következtek be. Az abonyi feltárás esetében a legnagyobb lehülés a felső infúziós löszréteg 3,8 m-es mélységében, az alsó infúziós löszréteg 4,6 m-es mélységében mutatható ki. A hódmezővásárhelyi feltárás esetében a felső infúziós löszréteg felső részénél, 2,6 m-es mélységben és az alsó infúziós löszréteg középső részénél 4,5 m-es mélységben mutatható ki, mindkét esetben az alsó löszrétegben volt a nagyobb fokú a lehülés.

Felmelegedési időszak – de nem melegmaximum – mutatható ki az abonyi felső infúziós löszréteg 1,4 méteres mélységében, ahol korábban talajhiátust mutattunk ki. Melegmaximumok jelentkeznek a 3 abonyi ártéri talajban, 4, 5,1 és 6,2 m-es mélységben, a hódmezővásárhelyi feltárásban 2,2 m-es, 3,1, 3,7 és 5 m-es mélységben. Az enyhébb hidegmaximumot hódmezővásárhelyen a felső infúziós löszben 2,6 m-es mélységben, a magasabb értékű hidegmaximumot 4,5 m-es mélységben tapasztaltuk. A felső két infúziós löszrétegből mindkét esetben az alsó mutatkozott hűvösebb éghajlati körülmények között keletkezettnek.

A  $K_d$ -index különös jelentősége a hiátusok kimutatásában rejlik. Megállapításainkat csak erősítik a feltárások csúcsossági értékei, amelyek egyértelműen kijelölik a lösz- és talajhatárokat.

Az  $S_k$ -értékekről leolvashatjuk, hogy feltöltődő, vagy lepusztuló területről van-e szó, illetve értékeik alapján következtethetünk az üledékek áttelepített jellegére. A korábban gyakran használt  $M_d$  mutatószámértékeit megerősítik a finomsági értékek, melyek a sokkal finomabb szemcseváltozásokat is kimutatják és használatuk lényegesen praktikusabbnak tűnik a korábbi értékmutatónál.

## IRODALOMJEGYZÉK

- Bada G., Horváth F. 1998. A Pannon-medence jelenkori tektonikája. Természet világa 129. (II. különszám). pp. 18–23.
- Barabás I., Bunász N., Tóth T. 2013. Szolnok és környéke aljzatának pliocén és pleisztocén fejlődéstörténete. [www.hidrologia.hu/vandorgyules/31/dolgozatok/022\\_toth\\_tamas.html](http://www.hidrologia.hu/vandorgyules/31/dolgozatok/022_toth_tamas.html)
- Bérczi K., Philips R. L. 1985. Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian basin, Southeast Hungary. Geophysical Transactions 31. pp. 55–74.
- Bércziné M.A. 1998. Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. In: Bérczi, Jámor (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. pp. 281–298.
- Császár G. 2005. Magyarország és környezetének regionális földtana I. Paleozoikum – paleogén. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- Csontos L., Nagymarosi A. 1998. The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversion. Tectonophysics 297. pp. 51–71.

- Domokos T., Krolopp E. 1997. A Mindszent melletti Koszorú-halom és Szöllő-part negyedidőszaki képződményei és Mollusca-faunájuk. *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* 22. pp. 25–41.
- Frechen M., Pécsi M. (2004) Abony brickyard: IRSL and TL analysis of „infusion loess”. In: Kis É. (szerk.) 2004. Regional studies on loess. Loess inform 4. In memoriam Márton Pécsi (1923–2003). Geographical Research Institute Hungarian Academy of Sciences pp. 63–70.
- Gajdos I., Bujdosó I., Durda L., Monori L.-né, Nagy Gy.-né, Pusztai J., Szalay Á.-né, Szentgyörgyi K.-né. 1997. Zárójelentés a 22. Szolnok és környéke területen végzett szénhidrogénkutatói tevékenységről. Kutatási jelentés, MOL, Budapest.
- Haas J. 1998. Az Alföld és Észak-Magyarország felső-kréta képződményeinek rétegtana. In: Bérczi I., Jámor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL–MÁFI, Budapest. pp. 371–378.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád Gy. 2010. Magyarország pre-kainozoós földtani térképe, 1: 500 000. Földtani Intézet kiadványa.
- Hámor G. 1998. A magyarországi miocén rétegtana. In: Bérczi, Jámor (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, a MOL Rt. és a MÁFI közös kiadványa, Budapest. pp. 437–452.
- Horváth F., Cloetingh S. 1996. Stress-induced late stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. *Tectonophysics* 266. pp. 287–300.
- Horváth Z., Marosi Gy. (Összeáll.) 2012. Szegedi-medence szénhidrogén koncessziós terület: Komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati tanulmány. ELGI, MÁFI, MBFH, NeKI. Budapest. 182 p.
- Joó I. 1992. Recent vertical surface movements in the Carpathian Basin. *Tectonophys.* 202. pp. 129–134.
- Kiss T., Sümeghy B., Sipos Gy., Mezösi G. 2013. Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros hordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemények* 137:3 pp. 269–277.
- Kordos L. 1991. A közép-európai felső-pleisztocén pocokfauna fejlődése és biosztratigráfiai értékelése. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése. pp. 495–522.
- Kovács Zs., Gyuricza Gy. (összeáll.) 2014. Tisza szénhidrogén koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. MFGI, MBFH, NeKI. Budapest. 189 p.
- Krolopp E. 2001. A tápiószüli (= Sülyspáp) felső-pleisztocén csigafauna. *Malakológiai tájékoztató* 19. pp. 29–35.
- Krolopp E., Sümegi P., Kuti L., Hertelendi E., Kordos L. 1995. Szeged-Öthalom környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. *Földtani Közöny* 125. pp. 309–361.
- Lemberkovics V. 2009. Kutatási zárójelentés „A. rész” a Szolnok kutatási területen elvégzett kőolaj, és földgázkutatói műveletek- és azok eredményeiről. (+ Szolnok kutatási terület kutatási zárójelentés kiegészítése. Készletszámítási jelentés Szolnok kutatási terület – Tószeg-Szolnok-Hajótanya alterület. A vagyonadatok változása a 2009. szeptemberében leadott kutatási zárójelentéshez képest.) Kutatási jelentés, Toredor Magyarország Kft., RAG Hungary Kft., Budapest. MAFGBA T. T.22118
- Lóki J., Sümegi P., Hertelendi E. 1994. Az abonyi téglagyári feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina* 32. pp. 51–66.
- Nagymarosi A. 1998. A Szolnoki flis öv rétegtani felépítése és ösföldrajzi kapcsolatai. In: Bérczi, Jámor (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. pp. 389–402.

- Pécsi M. (ed). 1984b. Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Proceedings of the symposium organized by INQUA Commission of Loeess and Paleopedology. XIth INQUA Congress, Moscow. Budapest, Geogr. Research Institute. 325 p.
- Sümei P. 1995. Quartermalacological analysis of the Late Pleistocene loess sediment of the Great Hungarian Plain. In: Füköh L., Krolopp E., Sümei P. 1995. Quaternary malacostratigraphy in Hungary. Malacological Newsletter. Suppl. 1. Gyöngyös. 219 p.
- Sümei P., Krolopp E. 1995. A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. Földtani Közlöny 125. pp. 125–148.
- Sümei P., Lóki J., Hertelendi E., Szöör Gy. 1992. A tiszalparti magaspart rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. Alföldi Tanulmányok 14. pp. 75–87.
- Szentgyörgyi K. 1996. Debreceni Formáció. In: Császár G. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta. Budapest, Földtani Intézet kiadványa. pp. 124–125.
- Szentgyörgyi K., Hámor G. 1996b. Abonyi Formáció. In: Gyalog L. (szerk.). 1996. A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa. 81. 187 p.
- Szepesházy K. 1973. A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei. Akadémia Kiadó, Budapest. 96 p.
- Zilahy-Sebes L., Gyuricza Gy. 2012. Ferencszállás geotermikus koncessziós terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. MBFH. Bp. 185 p.
- Zilahy-Sebes L., Gyuricza Gy. (Összeáll.) 2013. Szolnok geotermikus koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi jelentés tervezete. MFGI, MBFH, NeKI. Budapest. 179 p.